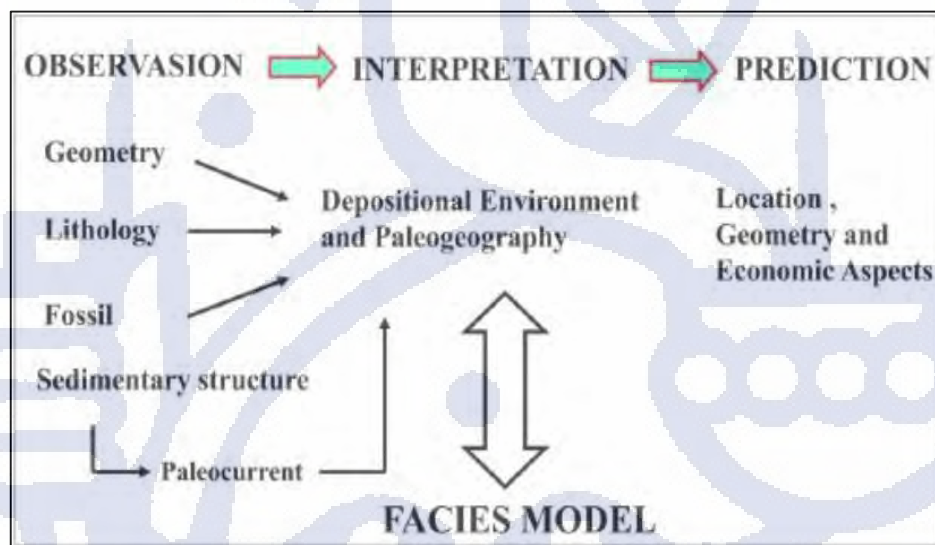


BAB II

TEORI DASAR

II.1 Fasies dan Lingkungan Pengendapan

Lingkungan pengendapan menurut Selley (1985b) adalah suatu area di permukaan bumi yang menjadi tempat sedimen diendapkan pada kondisi dan proses kimia, biologi, dan fisik yang dapat dibedakan satu dengan yang lainnya. Menurut Boggs (1987), lingkungan pengendapan adalah suatu tempat yang memiliki kondisi fisik, kimia, dan biologi tertentu yang bersifat statis dan dinamis. Fasies adalah tubuh batuan yang dicirikan oleh kondisi fisik tertentu yang dapat dipengaruhi oleh aspek kimia, biologi, ataupun fisika, dan dapat dibedakan antara satu dengan lainnya baik secara vertikal ataupun lateral (Walker dan James, 1992). Menurut Selley (1985b), fasies sedimentasi dapat dibedakan satu dengan yang lainnya berdasarkan lima aspek, yaitu geometri, litologi, struktur sedimen, arus purba, dan fosil. (Lihat **Gambar II.1**)



Gambar II.1. Skema pendekatan dasar dalam interpretasi lingkungan pengendapan (Selley, 1985b)

Kondisi lingkungan sedimentasi yang berbeda atau kondisi lingkungan pengendapan yang berbeda akan menghasilkan fasies sedimentasi yang berbeda pula. Hal inilah yang nantinya menjadi landasan utama di dalam melakukan interpretasi sebuah lingkungan pengendapan. Interpretasi tersebut dilakukan dengan cara mencermati asosiasi fasies yang ada dan kemunculan fasies yang khas. Fasies yang khas ini sangat membantu mengindikasikan

suatu lingkungan pengendapan karena sifatnya yang berbeda antara satu asosiasi fasies dengan asosiasi fasies yang lainnya (Walker dan James, 1992).

II.1.1 Interpretasi Fasies dan Lingkungan Pengendapan

Seperti dijelaskan sebelumnya bahwa fasies adalah produk dari sebuah lingkungan pengendapan. Fasies itu sendiri dibentuk atas 5 parameter yang saling berhubungan satu sama lain (**Gambar II.1**). Kelima parameter inilah yang menjadi dasar interpretasi lingkungan pengendapan baik menggunakan data singkapan, batuan inti, *cutting*, serta contoh batuan asli lainnya yang dikombinasikan dengan log dan data seismik (Selley, 1985b). Kombinasi antara data batuan (litofasies) dengan data log kemudian disebut sebagai elektrofasies.

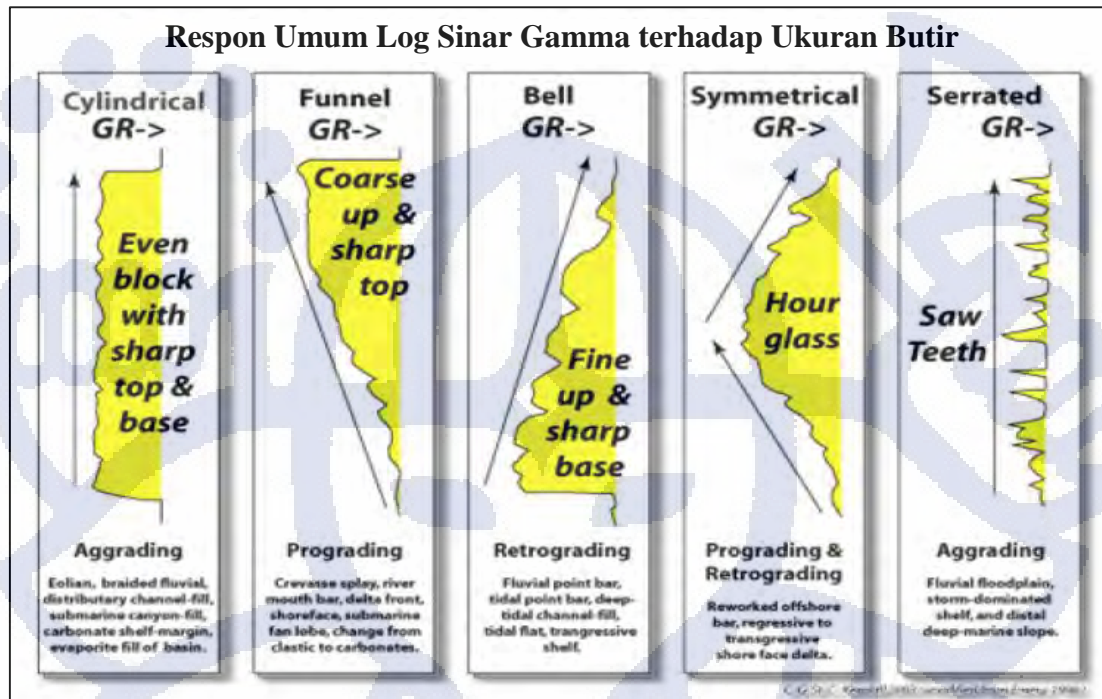
II.1.1.1 Geometri

Bentukan dari fasies baik secara penyebaran lateral ataupun vertikal disebut sebagai geometri. Geometri dikontrol oleh banyak variabel antara lain: topografi sebelum pengendapan, iklim, *paleo slope*, sifat dan jumlah suplai sedimen hingga arah dan intensitas arus pengendapan. Di dalam menentukan geometri dari suatu fasies, perlu diperhatikan beberapa parameter seperti penyebaran fasies secara lateral, tebal fasies, dan bentuknya pada profil geologi. Di dalam profil geologi, geometri fasies hanya akan dapat terlihat di dalam peta *isopach* karena geometri fasies hanya dapat terlihat pada kondisi sebelum terkena deformasi tektonik setelah pengendapan. Namun, hal penting yang perlu diperhatikan adalah beberapa geometri fasies dapat dihasilkan oleh lebih dari satu lingkungan pengendapan. Contohnya, seperti geometri *channel* dapat dihasilkan pada lingkungan fluvial, daerah transisi seperti delta dan lingkungan laut dalam. Geometri *fan* juga dapat dihasilkan pada lingkungan darat (*alluvial fan*), daerah delta, dan laut dalam (*submarine fan*). Tidak hanya itu, satu lingkungan pengendapan juga dapat menghasilkan lebih dari satu geometri seperti *fluvial channel* yang dapat berbentuk lurus sampai melekok. Untuk itulah, interpretasi lingkungan pengendapan dengan menggunakan geometri sebuah fasies harus diintegrasikan dengan parameter lain agar memperoleh interpretasi yang lebih baik (Selley, 1985).

Geometri sebuah fasies juga dapat dikenali dengan respon log *gamma ray*. Geometri secara vertikal ini juga dapat digunakan dalam menentukan fasies pengendapan dari batuan sedimen. Pola log ini oleh Kendal, dkk (2003) dibagi menjadi 5 pola tipikal (lihat **Gambar II.2**) antara lain: *blocky pattern* atau *cylindrical shape*, *funnel shape*, *bell shape*, *crescentic pattern (symmetrical)* dan *irregular*. Sama seperti yang telah disebutkan di atas, setiap pola

dapat terbentuk pada lingkungan pengendapan yang berbeda ataupun setiap lingkungan pengendapan dapat menghasilkan lebih dari satu pola.

- a. Pola log *blocky shape* atau *cylindrical shape* dicirikan dengan bentuk silinder yang mengindikasikan energi pengendapan yang selalu konstan dan menerus tanpa ada gangguan (atau arus bersifat homogen). Bentukan seperti ini umumnya memiliki kontak atas yang tajam. Bentukan pola seperti ini dapat diasosiasikan dengan endapan sedimen dari *braided stream*, *estuarine*, atau *submarine channel fill*, *anastomosed channel*, *eolian*, *tidal sand*, *canyon*, dan *carbonate shelf*.
- b. Pola log berbentuk corong (*funnel shape*) menunjukkan pola stratigrafis batuan yang mengasar ke atas (*coarsening upward*) sebagai akibat dari peningkatan energi pengendapan. Bentukan pola seperti ini dapat diasosiasikan dengan endapan sedimen *barrier beach* (*barrier island*), *strand plain*, *shoreface*, *prograding* (*shallow marine*) *shelf sands*, *regressive shallow marine bar*, *barrier island*, *submarine fan-lobe*, *delta front* (*distributary mouth bar*) dan *crevasse splays*.
- c. Pola log berbentuk lonceng (*bell shape*) menunjukkan pola stratigrafis batuan yang menghalus ke atas (*fining upward*) sebagai akibat dari peningkatan energi pengendapan. Bentukan pola seperti ini dapat diasosiasikan dengan endapan sedimen *point bars*, *tidal point bars*, *transgressive shelf sands deep sea channel*, *submarine channel*, dan *turbidite*.
- d. Pola log *Crescentic shape* (*symmetrical*) awalnya menunjukkan pola stratigrafis *coarsening upward* diikuti oleh *fining upward* yang mengindikasikan ketidakselarasan. Pola seperti ini merupakan kombinasi dari *bell shape* dan *funnel shape* pada suatu sistem yang sama dan masih satu genetis. Pola ini dapat diasosiasikan dengan endapan *shelf sand bodies*, *submarine fans*, dan *off shore bars*.
- e. Pola log *Irregular shape* tidak menunjukkan suatu pola stratigrafis tertentu (tidak teratur), dan mengindikasikan adanya pengendapan yang selalu berubah dan dalam waktu singkat. Pola ini dapat berasosiasi dengan endapan sedimen dataran banjir, *alluvial plain*, *tidal sands carbonate slope*, *back barrier* dan *canyon fill*.



Gambar II.2. Pola log sinar gamma yang mencirikan lingkungan pengendapan tertentu dan asosiasi endapan sedimen dari sub-lingkungan tertentu (Kendal dkk., 2003)

II.1.1.2 Litologi

Litologi adalah parameter fasies yang paling umum digunakan di dalam penentuan lingkungan pengendapan suatu fasies. Ukuran butir, sortasi, bentuk, dan tekstur adalah beberapa aspek pembentuk karakter sebuah litologi yang akan mencerminkan tingkat energi dan proses sedimentasi yang ada pada lingkungan pengendapan. Komposisi mineralogi juga mencerminkan beberapa lingkungan khas seperti keberadaan glaukonit pada lingkungan laut (Selley, 1985), material organik (batubara dan *peat*) sebagai penciri lingkungan pengendapan transisi dan lakustrin, dan keberadaan mineral ankerite dan siderite yang menandakan lingkungan transisi yang masih dipengaruhi oleh air tawar. Penentuan litologi yang berasal dari log sinar gamma pada dasarnya juga harus mengintegrasikan data contoh batuan inti dengan kurva log lainnya seperti log densitas, neutron, dan resistivitas. Hal ini disebabkan oleh beberapa litologi yang terkadang memiliki respon yang serupa.

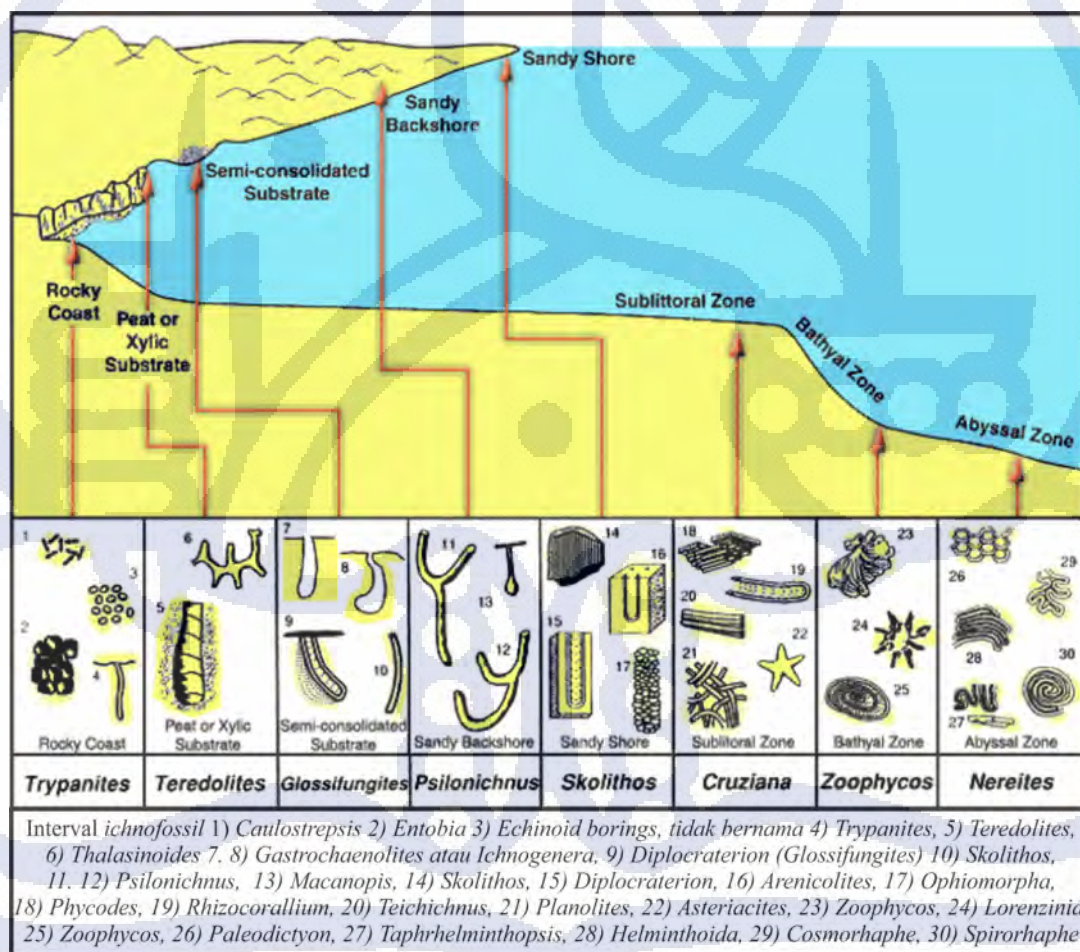
II.1.1.3 Struktur Sedimen

Struktur sedimen merupakan parameter yang penting dalam penentuan lingkungan penengendapan. Struktur sedimen dapat memberikan informasi kedalaman, energi


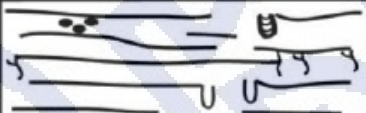
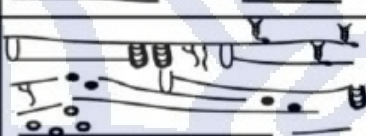
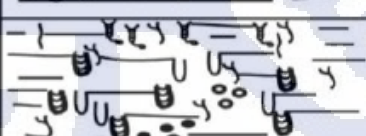
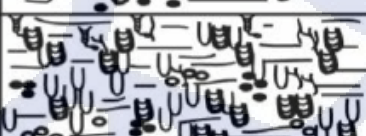
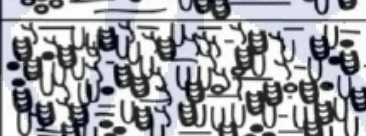

pengendapan, kecepatan dan arah arus. Secara genetis, struktur sedimen menurut Selley (1985b) dapat dibagi menjadi *pre-depositional sedimentary structure*, *syn-depositional sedimentary structure*, *post-depositional sedimentary structure* dan *biogenic structure* (fosil jejak).

Kehadiran fosil jejak atau bioturbasi dapat mencirikan suatu sub-lingkungan pengendapan tertentu (lihat **Gambar II.3**). *Skolithos* merupakan kelas bioturbasi yang umumnya dapat ditemukan pada bagian *tidal (sand) flats* (Dalrymple, 1984; dalam Walker dan James, 1992). Pada suksesi vertikal dari *estuarine channel* dan *tidal sand ridge*, bioturbasi berupa *Ophiomorpha* sangat umum ditemukan (Slatt, 2003).

Intensitas bioturbasi dapat menjadi salah satu parameter pembeda dalam pembagian dan karakterisasi sebuah litofasies dari deskripsi data batuan inti. Indeks bioturbasi menurut Frey dan Pemberton (1990), diklasifikasikan dalam skala 1 hingga 6 menurut visualisasi intensitasnya (lihat **Gambar II.4**).



Gambar II.3. Pembagian zonasi ideal dari fosil jejak pada area proksimal ke distal (Frey dan Pemberton, 1990)

Grade	Classification	Visual Representation
0	Bioturbation Absent	
1	Sparse bioturbation, bedding distinct, few discrete traces	
2	Uncommon bioturbation, bedding distinct, low trace density	
3	Moderate bioturbation, bedding boundaries sharp, traces discrete, overlap rare	
4	Common bioturbation, bedding boundaries indistinct, high trace density with common overlap	
5	Abundant bioturbation, bedding completely disturbed (just visible)	
6	Complete bioturbation, total biogenic homogenization of sediment	

Gambar II.4. Indeks bioturbasi (Frey dan Pemberton, 1990)

II.1.1.4 Arus Purba (*Paleocurrent*)

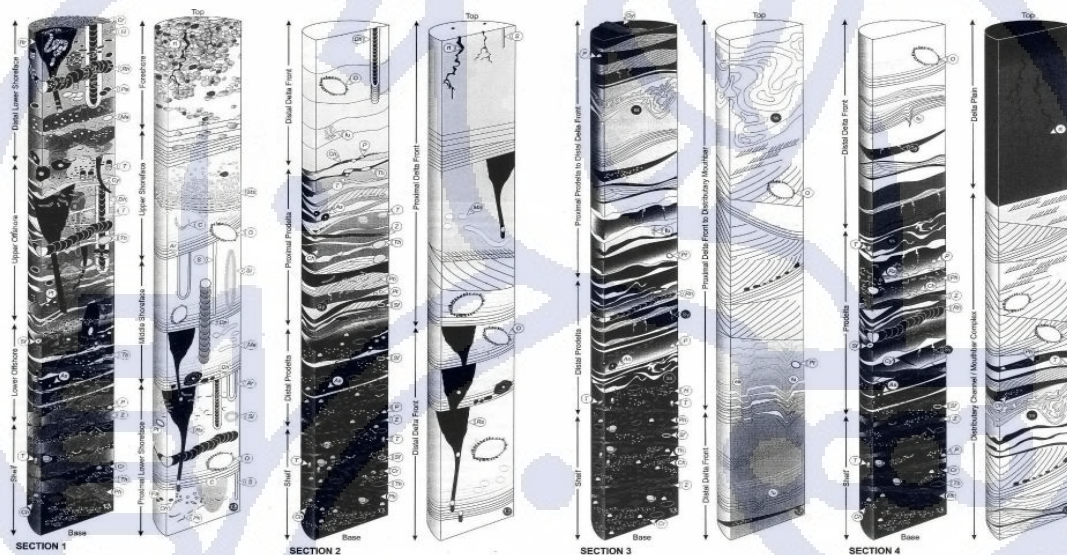
Pengukuran arus purba (*paleocurrent*) dapat memberikan informasi mengenai arah arus pengendapan sedimen. Arus purba dapat menunjukkan cara sedimen terdispersi dalam suatu cekungan atau arah dari kemiringan (*dip*) lapisannya. Struktur sedimen seperti *groove marks* dan *gutter cast* umumnya belum tentu dapat menentukan arah arus purba, melainkan hanya kecenderungannya. Laminasi silang siur adalah struktur sedimen yang paling umum digunakan sebagai indikator dalam menentukan arah arus purba. Adanya imbrikasi butir dan *intraclast* juga dapat menjadi indikasi dari arah arus. Arah arus juga dapat mempengaruhi orientasi dari fragmen seperti *bioclast* (Selley, 1985a).

Pengukuran data individual dari arus purba dapat di plot sebagai satu satuan vektor. Jika jumlah dari pengukuran cukup banyak, cara yang paling baik dalam merepresentasikan data analisis *paleocurrent* adalah dengan membuat diagram roset 360°.

II.1.1.5 Fosil

Fosil yang bermanfaat di dalam analisis lingkungan pengendapan adalah mikrofosil dan fosil jejak. Mikrofosil sangat baik digunakan karena memiliki jumlah yang cukup banyak sehingga dapat diaplikasikan menggunakan metode statistik (metode biostratigrafi). Selain itu, mikrofosil juga tidak harus didapatkan dari data batuan inti, namun juga bisa didapatkan dari data *side wall core* hingga data *cutting* (walaupun resiko pencampuran fosil sangat tinggi).

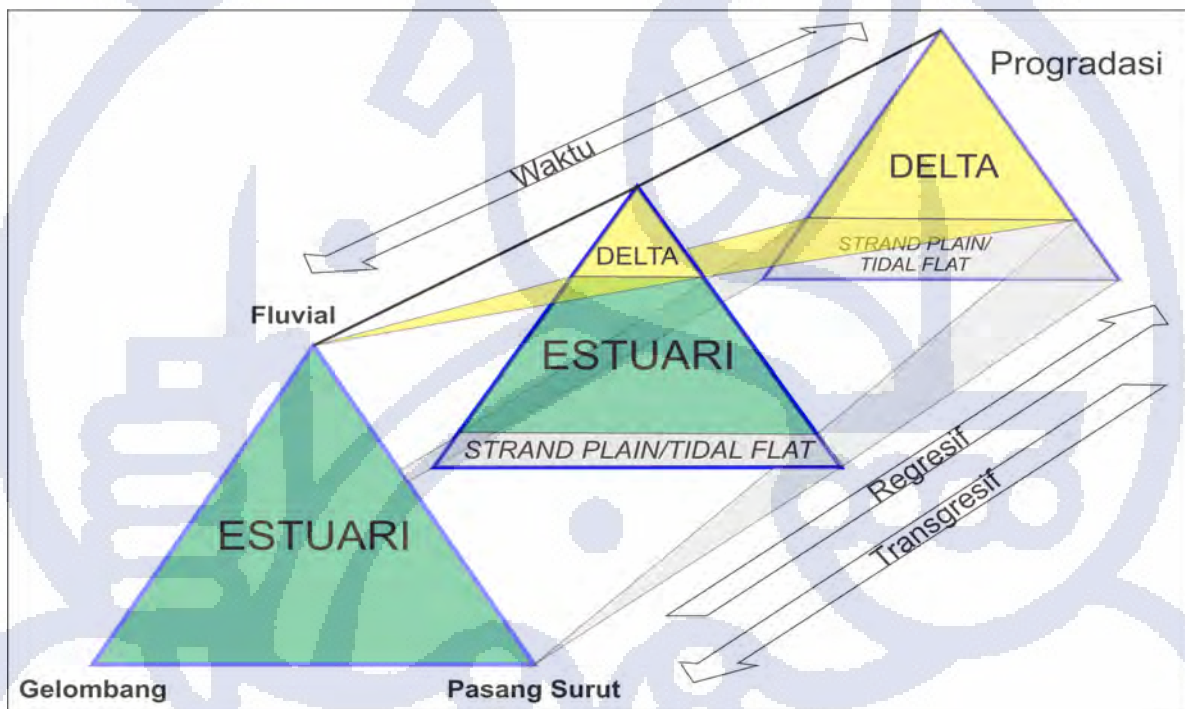
Daerah transisi umumnya memiliki fosil jejak yang khas dan cukup bervariasi (lihat **Gambar II.5**). Dalam penentuan umur geologi suatu strata atau tubuh batuan, data biostratigrafi dapat digunakan dengan konsep biozonasi, yaitu melihat kumpulan suatu takson mikrofosil dengan data FAD (*first appearance date*) dan LAD (*last appearance date*); umumnya berupa *nannofosil* dan foraminifera. Beberapa biozonasi yang umum digunakan adalah Biozonasi Blow (1969) dan Biozonasi Martini (1971) untuk penentuan umur Tersier.



Gambar II.5. Model *ichnofacies* pada daerah transisi, *ichnogenera* yang tampak adalah: Ar: Arenicolites; As: Asterosoma; Asteriacites; Be: Bergaueria; C: Conichnus; Ch: Chondrites ; Cr: Cosmorhaphis; Cy: Cylindrichnus; Dh: Diplocraterion habichi; Dp: Diplocraterion parallelum; fu: fugichnia ; Gy: Gyrolithes; H: Helminthopsis; Ma: Macaronichnus isp; Ms: Macaronichnus segregatis; na: navichnia ; Op: Ophiomorpha; P: Planolites ; Pa: Palaeophycus heberti; Ph: Phycosiphon ; Pt: Palaeophycus tubularis; Rh: Rhizocorallum; Rr: Rosselia rotatus; Rr: Rosselia socialis; rt: rhizoliths; S: Skolithos ; Sf: Schaubcylindrichnus freyi; Si: Siphonichnus; ss: soft sediment deformation; sy: syneresis crack; T: Teichichnus ; Ta: Taenidium; Th: Thalassinoides; Z: Zoophycos (MacEachern dkk., 2010)

II.1.2 Lingkungan Pengendapan Estuari Dominasi Pasang Surut

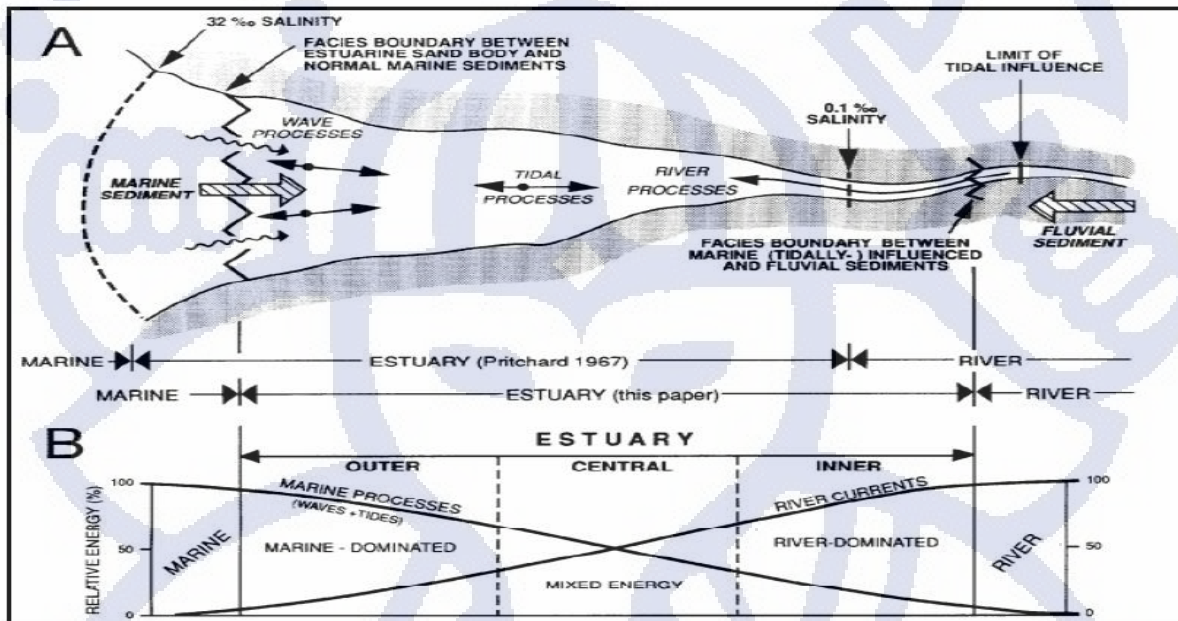
Lingkungan pengendapan pesisir oleh Dalrymple dkk. (1992) disebut sebagai *coastal depositional environment* adalah lingkungan pengendapan yang ada pada batas antara laut dan darat. Lingkungan pengendapan pesisir oleh Dalrymple dkk. (1992) sebenarnya dapat dibagi menjadi dua yaitu delta dan estuari berdasarkan kemampuan sungai untuk meletakkan suplai sedimen ke *standing water* (lihat **Gambar II.6**). Delta terbentuk saat energi sungai mampu meletakkan suplai sedimennya, sedangkan estuari bergantung pada energi laut. Oleh karena itu, endapan delta bersifat progradasional dalam fase regresif sedangkan estuari bersifat transgresif. Laju pengendapan yang berbeda pada dasarnya merupakan fungsi dari perubahan ruang akomodasi dan suplai sedimen. Hal ini akan menyebabkan umumnya delta dan estuari memiliki *system tract* yang berbeda pula. Delta dikategorikan dalam *high stand system tract* sedangkan estuari termasuk dalam *transgressive system tract* (Dalrymple dkk., 1992).



Gambar II.6. Klasifikasi evolusioner dari lingkungan pengendapan transisi (Dalrymple dkk., 1992)

Estuari adalah lingkungan pengendapan daerah transisi yang mengarah ke arah laut dalam fasa transgresif, terbentuk pada suatu lembah sungai yang terendam oleh *brackish water*, dengan sumber sedimen berasal dari sungai maupun dari arah laut (Dalrymple dkk., 1992). Estuari dapat dipengaruhi oleh tiga proses yaitu: sungai, gelombang, dan pasang surut. Ketiga pengaruh ini akan membentuk geometri pengendapan yang saling berbeda satu sama

lain, dibedakan menjadi *tide dominated estuary*, *wave dominated estuary*, dan *river dominated estuary*.



Gambar II.7. Ilustrasi lingkungan pengendapan estuari (Dalrymple dkk., 1992)

Estuari pasang surut berkembang pada sebuah alur pengendapan yang transgresif saat terdapat kenaikan ruang akomodasi baik muka air laut, tektonik, ataupun keduanya. Karena terjadi penambahan ruang akomodasi, maka kolom air pada estuari akan lebih besar jika dibandingkan pada delta. Pada estuari yang dipengaruhi pasang surut, besarnya energi pasang surut (juga dipengaruhi karena besarnya kolom air) pada mulut estuari akan mengalahkan besarnya energi fluvial (lihat **Gambar II.7**) yang juga akan mengembangkan *elongated tidal bar*. Besarnya energi ini yang kemudian merombak seluruh sedimen yang diendapkan pada estuari dan membentuk morfologi estuari yang seperti corong/deltaik. Pada dasarnya estuari yang dipengaruhi pasang surut dapat dibagi menjadi beberapa bagian asosiasi fasies (Dalrymple dkk., 2010) (lihat **Gambar II.8**); asosiasi fasies tersebut diantaranya:

a. *Tidal Meanders* dan *Tidal Fluvial*

Kedua bagian ini secara umum tidak terpengaruh oleh pasang surut. Litologi yang muncul pada bagian ini lebih banyak dipengaruhi proses fluvial.

b. *Estuarine Channel* dan *Tidal Gullies*

Estuarine channel terletak di sepanjang *tidal flats* dan merupakan saluran dari sungai menuju ke laut dalam sistem estuari. Litologi yang berkembang berupa batupasir sedang–kasar dengan silang siur 2 arah, terkadang bersifat glaukonitan (Dalrymple dkk., 1992).

Estuarine channel sangat umum ditemukan sebagai dasar dari *sand bar complex* di atasnya (Dalrymple dkk., 2010). *Tidal gullies* merupakan terminologi untuk *sub- estuarine channel*.

Menurut Slatt (2003), *estuarine channel* dicirikan dengan ketebalan fasies 3 hingga 11 kaki, ukuran butir bervariasi dari sedang hingga sangat halus, dan sortasi baik. Struktur sedimen silang siur umum ditemukan pada bagian bawah interval, sedangkan laminasi sejajar dan laminasi bergelombang dapat dijumpai pada seluruh bagian interval. Fosil jejak yang umum dijumpai seperti *Ophiomorpha*.

c. *Tidal Flats*

Di daerah dengan jangkauan tidal yang besar, *tidal flats* umumnya mengelilingi tepian luar dari estuari. *Tidal flats* terdapat pada bagian intertidal dan memiliki dimensi lebar hingga kilometer dengan bentuk morfologi yang relatif datar atau *slope* $<1^{\circ}$ (Dalrymple, 1987; dalam Walker dan James, 1992). Ukuran butirnya akan menghalus seiring ke arah darat (*landward*). Konsekuensinya, semakin dekat dengan laut komposisi lebih bersifat pasir, dan semakin ke ujung mencapai batas *high-tide* akan lebih bersifat lempungan. Pada daerah ini, berkembang struktur sedimen seperti *wavy*, *lenticular*, dan *flaser* serta terdapat juga *carbonaceous debris* (Dalrymple, 2010). *Tidal flats* dapat dibagi menjadi *sand flats*, *mixed flats*, dan *mud flats* berdasarkan komposisi ukuran butir penyusunnya.

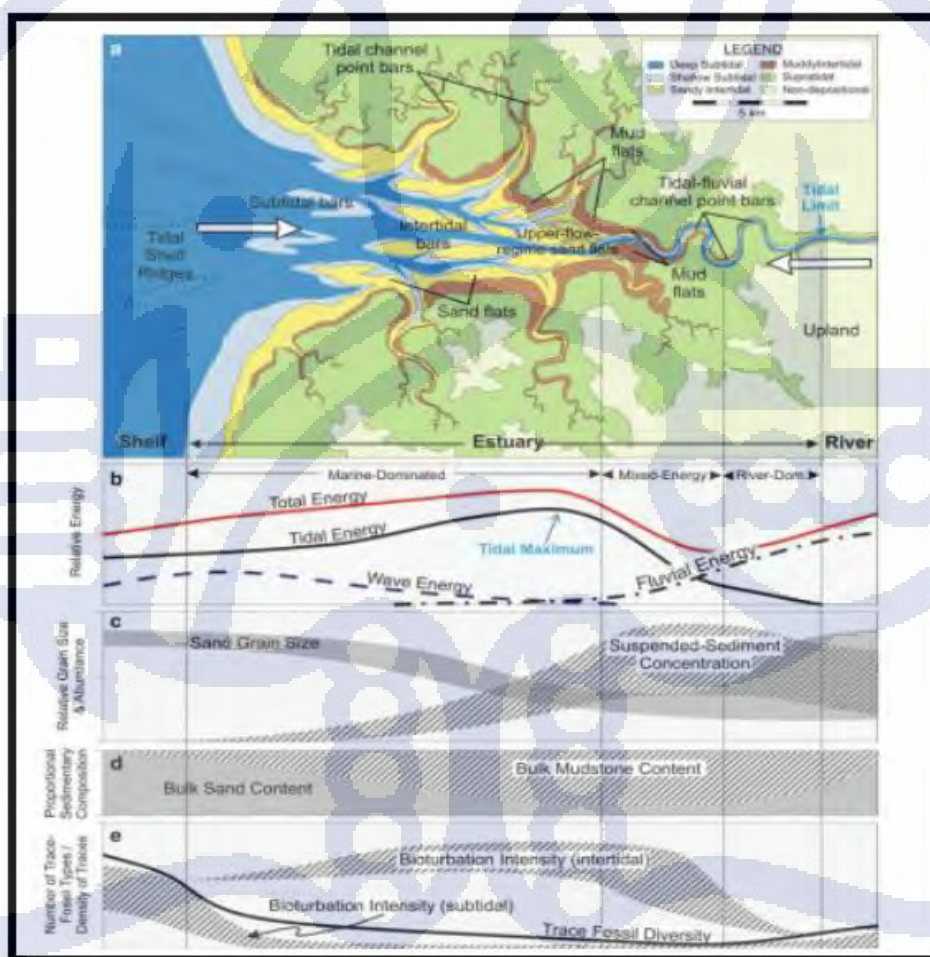
d. *Tidal Sand Bars / Sand Ridges*

Tidal sand bars terletak pada *intertidal* maupun *subtidal*. *Intertidal sand bars* adalah bagian dari *sand bars* yang tidak selalu berada pada kolom air (kedudukannya dipengaruhi oleh pasang dan surut). *Subtidal sand bars* adalah *sand bars* yang selalu berada di kolom air laut (di bawah muka air laut). Kedua *sand bar* ini umumnya berbentuk memanjang atau *elongated* akibat pengaruh arus pasang surut yang kuat. Umumnya memiliki ciri litologi batupasir yang lebih kasar, glaukonitan, serta bersih dari lumpur akibat pengaruh *rework* dari arus pasang surut yang intensif. Tipe silang siur yang ditemukan umumnya *bidirectional*. *Shell debris* juga dapat menjadi salah satu penanda daerah ini (Dalrymple dan Choi, 2006).

Endapan *intertidal sand bar* umumnya secara *ichnofossil* dapat dicirikan dengan kehadiran *Planolites*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Siphonichnus*, *Skolithos*, dan *Arenicolites* yang melimpah. Sedangkan endapan *subtidal sand bar* umumnya akan ditemukan fosil jejak vertikal seperti *Skolithos*, *Cylindrichus*, *Arenicolites*, *Ophiomorpha*, dan *Polyklodichnus*, serta fosil jejak horizontal seperti *Planolites*, *Teichichnus*, dan

Thalassinoides. Selain itu, endapan *subtidal sand bar* juga banyak dicirikan dengan batas atau kontak bawah lapisan yang erosional (*basal contact*) dan terdapat *Glossifungites* tipe *burrow* (Gingras & MacEachern, 2006; dalam Dalrymple, 2010).

Menurut Slatt (2003), *tidal sand bars* dicirikan dengan ketebalan fasies 3 hingga 12 kaki, ukuran butir bervariasi menunjukkan suksesi vertikal mengkasar keatas, dan sortasi baik. Struktur sedimen silang siur umum ditemukan pada bagian sepertiga atas interval, sedangkan laminasi sejajar dan laminasi bergelombang dapat dijumpai pada bagian dua per tiga bawah interval. Fosil jejak yang umum dijumpai seperti *Ophiomorpha*. Luas area *tidal sand bars* dapat mencapai ratusan kilometer persegi dengan spasi jarak 1 – 30 km, panjang 10 – 120 km, tinggi 7,5 – 40 m (Houbolt, 1968; dalam Walker dan James, 1992). Bentuk umumnya asimetri dengan bagian yang curam (*lee side*) menghadap ke arah datangnya sedimen dengan dip inklinasi sebesar 5-10°.



Gambar II.8. Model dari sebuah estuari dominasi pasang surut dengan morfologi, proses yang mempengaruhi, dan ukuran butir sedimen yang mungkin ditemukan (Dalrymple dkk., 2010)

II.2 Stratigrafi Sikuen

Stratigrafi sikuen adalah studi mengenai hubungan batuan dengan kerangka waktu stratigrafi yang berulang dan sama secara genetis, serta dibatasi oleh permukaan erosi, *non-deposisi* atau keselarsan padanannya (van Wagoner dkk., 1990). Konsep stratigrafi sikuen dapat digunakan untuk melakukan korelasi bawah permukaan berdasarkan kesamaan waktu (kronostraitgrafi) dan bukan kesamaan jenis batuan (litostratigrafi).

II.2.1 Unit Stratigrafi Sikuen

Sikuen adalah suatu stratum dasar dalam sikuen stratigrafi. Sikuen adalah unit stratigrafi yang terdiri atas kumpulan strata (parasikuen) yang berhubungan secara genetis dan relatif selaras, serta dibatasi oleh ketidakselarsan (*unconformity*) atau keselarsan padanannya (*correlative conformity*). Oleh karena itu, dapat dikatakan bahwa suatu analisis stratigrafi sikuen adalah upaya untuk menghubungkan sikuen yang korelatif (seumur) dan selaras (tidak terdapat ketidakselarsan diantaranya), namun dapat saling berbeda keadaan litologi atau fasies penyusunnya.

Parasikuen adalah stratum atau unit stratigrafi yang saling terkait secara genetis atau merupakan suatu satuan genesa dari suatu lingkungan pengendapan tertentu yang memiliki hubungan selaras (tidak terdapat ketidakselarsan didalamnya), serta dibatasi oleh *marine flooding surface* (FS) dan/atau permukaan korelasinya (van Wagoner dkk., 1990).

System Tract menurut Posamentier dan Allen (1999) adalah unit-unit stratigrafi yang diendapkan pada fase tertentu dari muka air laut. Suatu *system tract* terkait dengan perubahan muka air laut relatif dan dapat tersusun oleh jenis parasikuen set dan/atau parasikuen yang tidak tepat sama, dan dapat dikorelasikan secara kronostratigrafis dengan set parasikuen dan/atau parasikuen lain yang seumur.

II.2.2 Komponen-Komponen dalam Stratigrafi Sikuen

Stratigrafi sikuen memiliki komponen-komponen penting yang dibagi berdasarkan hubungan stratigrafi, umur, batimetri, dan fasiesnya, yang terdiri dari: *sequence boundary* (SB), '*marine*' *flooding surface* (FS), dan *maximum flooding surface* (MFS) yang membagi sikuen menjadi beberapa *system tract* (lihat **Gambar II.9**).

II.2.2.1 Batas Sikuen (*Sequence Boundary*/SB)

Batas sikuen adalah suatu bidang ketidakselarasan (bidang erosi), atau keselarasan yang korelatif dengan ketidakselarasan tersebut, yang terbentuk karena terjadinya penurunan muka air laut relatif (Posamentier dan Allen, 1999). Bidang stratigrafi ini memiliki bidang tunggal dengan penyebaran yang luas, memisahkan batas batuan di atas dan di bawah dalam unit stratigrafi yang berbeda (van Wagoner dkk., 1990). Penentuan SB dapat dikalibrasikan dari data batuan inti dan data *log*, dan bila data batuan inti tidak tersedia, maka karakter *log* yang berbentuk *blocky*, dan *channel* yang regional dapat dipakai untuk menentukan posisi SB (Posamentier dan Allen, 1999).

Batas sikuen dapat dibedakan menjadi dua tipe (van Wagoner dkk., 1990). Tipe I ditandai dengan penurunan akomodasi atau turunnya muka air laut di bawah garis pantai. Penurunan ini memicu lingkungan pengendapan bergeser secara tiba-tiba ke daerah fluvial sehingga sedimen selanjutnya yang terendapkan membentuk bidang ketidakselarasan. Bidang ketidakselarasan ini umumnya berwujud sebagai *incised valley* atau *onlap* dari endapan pantai pada batas sikuen. Fasies yang terekam pada contoh batuan juga berubah menjadi mendangkal secara tiba-tiba, terlihat bidang erosi, dan terpotongnya endapan *marine shale* dengan fasies *channel* dari lingkungan darat. Penentuan SB tipe ini lebih baik menggunakan integrasi antara data *log* dengan data batuan inti.

Batas sikuen tipe II terjadi ketika muka air laut tidak turun di bawah garis pantai. Hal ini ditandai oleh perpindahan garis *onlap* dari pantai ke posisi lebih rendah, sedikit erosi permukaan, dan tereksposnya zona paparan (tanpa *incised valley*), serta perubahan pola parasikuen dari progradasional menjadi retrogradasional (terkadang aggradasional) di atas batas sikuen.

II.2.2.2 *Flooding Surface* (FS) dan *Transgressive Surface* (TS)

(*Marine*) *Flooding Surface* (FS) adalah komponen stratigrafi berupa bidang yang memisahkan unit stratigrafi di atas dan di bawahnya yang ditandai dengan adanya pendalaman batimetri (van Wagoner dkk., 1990). FS membatasi satu parasikuen dengan parasikuen lainnya. *Transgressive Surface* (TS) merupakan bidang transgresi yang membatasi bagian atas dari *low stand system tract* (van Wagoner dkk., 1990), dan membatasi dengan *high stand system tract* atau *transgressive system tract* di atasnya. Pada batuan inti, FS dicirikan oleh adanya perubahan

fasies menjadi lebih dalam dengan dominasi litologi berupa *shale* dengan bioturbasi yang semakin meningkat.

II.2.2.3 *Maximum Flooding Surface* (MFS)

Maximum Flooding Surface (MFS) adalah bidang yang terbentuk ketika terjadi transgresi maksimum. Permukaan ini ditandai dengan adanya *condensed section*, atau pada saat laju pengendapan sedimen sangat kecil (van Wagoner dkk., 1990). Muka air laut yang pada awalnya minimal bergerak naik sehingga laju akomodasi lebih besar daripada laju pengendapan sedimen (laju transgresif). Kenaikan muka air laut ini mencapai titik maksimum hingga akhirnya bergerak turun ke level rendah (regresif). Titik maksimal dari kenaikan muka air laut tersebut kemudian disebut sebagai *maximum flooding surface* yang membatasi *transgressive system tract* dengan *highstand system tract* yang berada di atasnya (Posamentier dan Allen, 1999). Identifikasi MFS dapat ditandai dengan nilai defleksi log sinar gamma dan densitas yang paling maksimum dengan perubahan pola stratigrafis.

II.2.3 Parasikuen dan Pola Stratigrafis

Kenampakan parasikuen di dalam log sumur dapat menunjukkan pola stratigrafis (*stratigraphic pattern*). Pola stratigrafis (*stratigraphic pattern*) adalah cerminan dari kecepatan sedimentasi (*rate of sedimentation*) dan perubahan iklim (*climate change*). Dalam kaitannya dengan asosiasi fasies, parasikuen dalam setiap asosiasi fasies dicerminkan oleh suatu pola stratigrafi tertentu yang stratum penyusunnya saling selaras dan susunannya terkait dengan satu satuan genesa. Parasikuen yang mengasar ke atas dicirikan umumnya oleh kumpulan lapisan menebal, batupasir mengasar, dan rasio batupasir-batulempung semakin meningkat. Sebaliknya pada parasikuen yang menghalus ke atas dicirikan umumnya oleh kumpulan lapisan menipis, batupasir menghalus dan rasio batupasir-batulempung semakin berkurang ke arah atas (van Wagoner dkk., 1990).

II.2.4 *System Tract* dan Pola Penumpukkan

Suatu *system tract* dapat ditandai dengan suatu pola penumpukkan (*stacking pattern*) dari parasikuen atau set parasikuen. Urutan dari parasikuen yang berhubungan secara genetis dan membentuk suatu pola penumpukkan tertentu yang dibatasi oleh *marine flooding surface*

utama dan permukaan yang sebanding disebut sebagai set parasikuen (van Wagoner dkk., 1990). Pola penumpukan parasikuen dalam setnya terbagi menjadi tiga, yaitu progradasi, aggradasi dan retrogradasi berdasarkan perbandingan kecepatan sedimentasi dengan ruang akomodasi nya (lihat **Gambar II.10**)

- Progradasi

Pada pola penumpukan progradasi setiap parasikuen atau set parasikuen akan diendapkan di daerah yang lebih dangkal daripada parasikuen di bawahnya. Hal ini terjadi karena kecepatan sedimentasi yang lebih besar dibandingkan dengan penambahan ruang akomodasi (van Wagoner dkk., 1990). Satu set parasikuen progradasional akan menunjukkan pola yang mendangkal ke arah atas (*shallowing upward*).

- Aggradasi

Pada pola penumpukan aggradasi setiap parasikuen atau set parasikuen diendapkan pada posisi yang hampir sama dengan parasikuen di atas dan di bawahnya. Secara keseluruhan pada satu set aggradasional, fasies yang dijumpai pada satu titik akan relatif sama secara vertikal disebabkan karena terjadinya keseimbangan antara penambahan akomodasi dengan suplai sedimen (van Wagoner dkk., 1990).

- Retrogradasi

Pada pola penumpukan retrogradasi setiap parasikuen atau set parasikuen diendapkan di daerah yang lebih dalam daripada parasikuen di bawahnya. Hal ini terjadi karena kecepatan penambahan ruang akomodasi melebihi kecepatan sedimentasi (van Wagoner dkk., 1990). Satu set parasikuen retrogradasional akan menunjukkan pola yang mendalam ke atas (*deepening upward*).

Berdasarkan pola penumpukan (*stacking pattern*) dari parasikuen setnya, *system tract* terbagi menjadi tiga, yaitu : *lowstand system tract*, *transgressive system tract*, dan *highstand system tract*.

II.2.4.1 Lowstand System Tract (LST)

Lowstand system tract (LST) merupakan unit stratigrafi yang diendapkan selama periode penurunan muka air laut relatif yang diikuti oleh kondisi *stillstand* dan kenaikan muka air laut relatif yang lambat (Posamentier dan Allen, 1999). LST dibatasi oleh batas sikuen pada

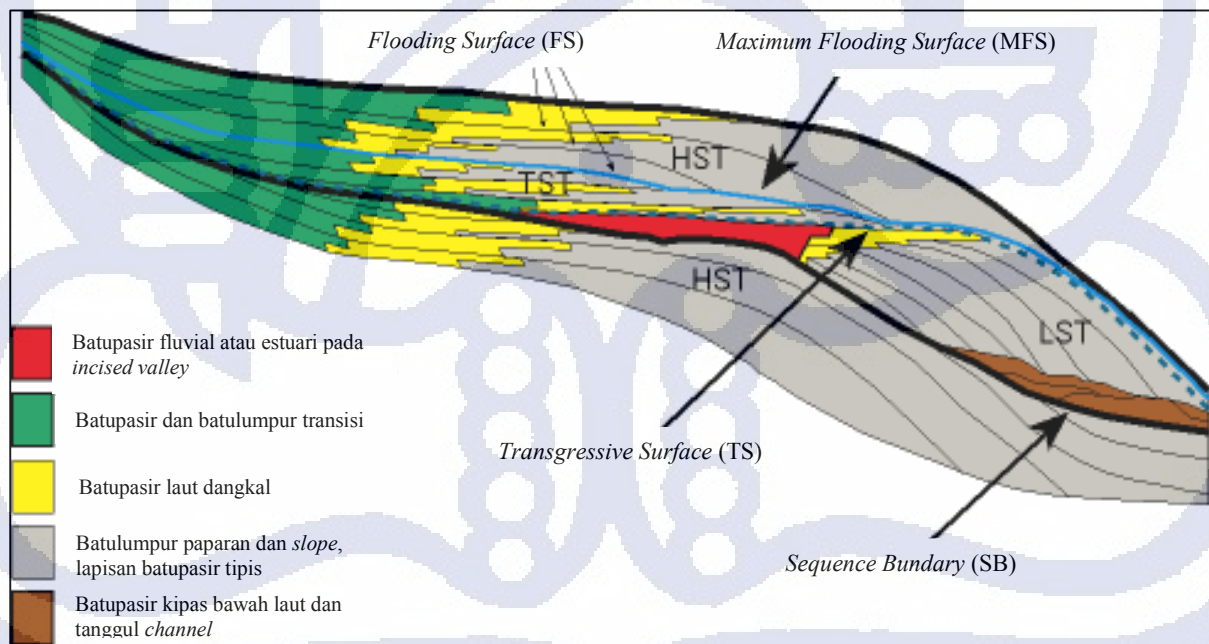
bagian bawah dan *transgressive surface* pada bagian atas, serta membentuk pola penumpukan agradasional. LST tidak selalu ditemukan dalam satu set sikuen dan batas *ravinament surface* dapat saja berhimpitan dengan batas sikuen.

II.2.4.2 *Transgressive System Tract* (TST)

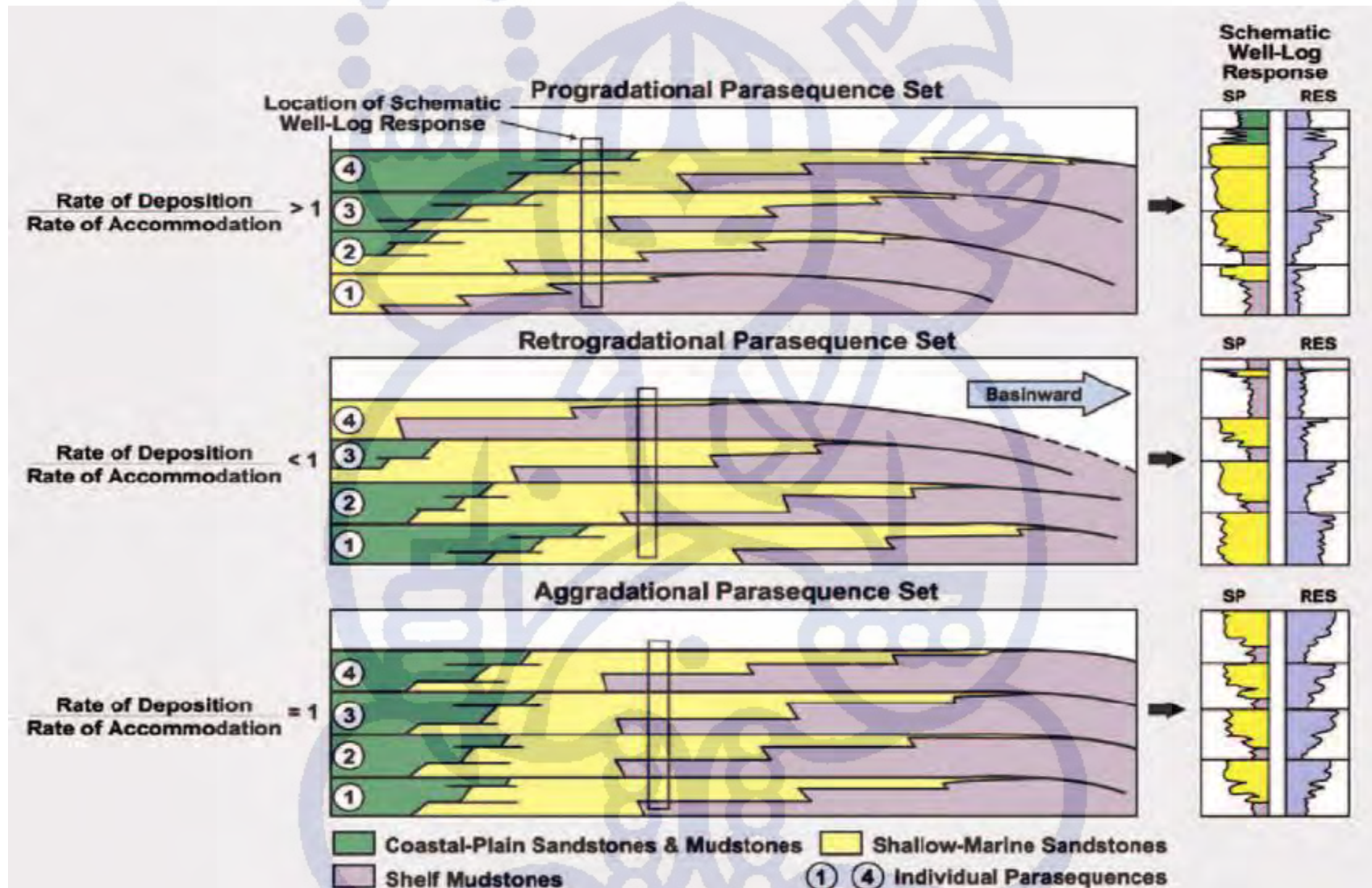
Transgressive System Tract (TST) merupakan unit stratigrafi yang diendapkan selama fase transgresif, yang disebabkan oleh semakin meningkatnya kenaikan muka air laut relatif dan penambahan akomodasi yang melebihi tingkat suplai sedimen (Posamentier dan Allen, 1999). TST dibatasi oleh *transgressive surface* pada bagian bawah dan *maximum flooding surface* pada bagian atas, serta membentuk pola penumpukan retrogradasional.

II.2.4.3 *Highstand System Tract* (HST)

Highstand system tract (HST) adalah unit stratigrafi yang diendapkan selama fase regresif, yang terbentuk pada saat tingkat akumulasi sedimen melebihi tingkat kenaikan muka air laut relatif dan penambahan akomodasi di dalam cekungan (Posamentier dan Allen, 1999). HST dibatasi oleh *maximum flooding surface* pada bagian bawah dan batas sikuen pada bagian atas, serta membentuk pola penumpukan progradasional.



Gambar II.9. Skema komponen sikuen stratigrafi, parasikuen, dan *system tract* yang ideal (van Wagoner dkk., 1990)



Gambar II.10. Hubungan antara laju pengendapan dengan laju perubahan ruang akomodasi pada setiap set parasikuen serta tipikal respon log yang dihasilkan (van Wagoner dkk., 1990)

II.3 Metode dan Konsep dalam Evaluasi Formasi

Seiring dengan perkembangan ilmu dan teknologi, petrofisika menjadi metode fundamental dalam karakterisasi reservoir di industri minyak dan gas bumi. *Well log* telah menjadi metode esensial bagi geosaintis dalam memperoleh pengetahuan kondisi bawah permukaan dengan menggunakan sifat fisis batuan. Metode petrofisika sangat berguna dalam deteksi zona yang mengandung hidrokarbon, kalkulasi cadangan hidrokarbon, dan karakterisasi reservoir.

II.3.1 Jenis-Jenis Log

Log adalah data rekaman berupa kurva-kurva parameter fisika yang terekam secara kontinu di sumur pengeboran. Secara umum, log dibagi menjadi dua jenis, yaitu log keratan sumur (*mud log*) dan log tali kawat (*wireline log*). Pencatatan log talikawat (*wireline logging*) adalah pembuatan rinci catatan sumur dari formasi geologi yang ditembus oleh lubang bor, yang dibuat dalam kurva-kurva sifat fisik batuan yang direkam secara kontinu menggunakan tali kawat. Log tali kawat yang paling umum digunakan adalah *open-hole logs*, yaitu log yang direkam pada lapisan batuan yang belum diberi *casing*.

Tabel II.1. Jenis log tali kawat beserta kegunaannya

Nama Log Tali Kawat (KODE)	Kegunaan
<i>Gamma Ray (GR)</i>	<ul style="list-style-type: none">• Interpretasi litologi• Menghitung Volume serpih (V_{sh})• Mendeteksi lapisan reservoir dan non-reservoir• Korelasi stratigrafi (geologi)• <i>Clay typing (spectral gamma ray)</i>• Mendeteksi rekahan (<i>spectral gamma ray</i>)
<i>Spontaneous Potential (SP)</i>	<ul style="list-style-type: none">• Interpretasi litologi• Mendeteksi zona <i>permeable</i> dan <i>non permeable</i>• Mendeteksi batas lapisan <i>permeable</i>• Menghitung nilai R_w dan R_{we}• Menghitung volume shale (V_{sh})
<i>Caliper (CALI)</i>	<ul style="list-style-type: none">• Mendeteksi zona <i>permeable</i>• Mendeteksi <i>bad hole</i>

<i>Shallow Resistivity (LLS dan ILS)</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Interpretasi litologi • Menentukan lapisan yang mengandung hidrokarbon • Menghitung resistivitas di invaded zone (R_i) • Menghitung saturasi air (S_w)
<i>Deep Resistivity (LLD dan ILD)</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Interpretasi litologi • Menentukan lapisan yang mengandung hidrokarbon • Menghitung resistivitas di uninvaded zone atau resistivitas formasi sebenarnya (R_t) • Menghitung saturasi air (S_w)
<i>Very Shallow Resistivity (MSFL dan SFLU)</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Interpretasi litologi • Menentukan lapisan yang mengandung hidrokarbon • Menghitung resistivitas di <i>flushed zone</i> (R_{xo}) • Menghitung saturasi air (S_w) • Menghitung porositas
<i>Density (RHOB)</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Interpretasi litologi • Menentukan lapisan yang mengandung hidrokarbon • Mengidentifikasi mineral evaporit • Menentukan densitas hidrokarbon • Mengevaluasi <i>shaly-sand reservoir</i> dan litologi kompleks (Schlumberger, 1972) • Menghitung porositas (Φ_D)
<i>Neutron Porosity (NPHI)</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Menentukan lapisan yang mengandung hidrokarbon • Menghitung porositas (Φ_N)
Sonik (DT)	<ul style="list-style-type: none"> • Menghitung porositas (Φ_N) • Menghitung kecepatan rambat gelombang
<i>Photoelectric (PEF)</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Menentukan mineral penyusun (interpretasi litologi)

II.3.1.1 Log Litologi

Log tali kawat yang digunakan dalam indikator penentuan litologi diantaranya adalah log sinar gamma, log potensial diri, dan log *photoelectric*. Dalam penelitian ini log yang digunakan dengan maksud untuk penentuan litologi adalah log sinar gamma.

Log sinar gamma mengukur unsur radioaktif alami dari suatu formasi dan umumnya dapat digunakan untuk mengidentifikasi litologi dan korelasi lapisan. *Shale-free sandstone* dan batuan karbonat memiliki konsentrasi unsur radioaktif yang rendah sehingga memberikan pembacaan nilai log sinar gamma yang rendah. Unsur-unsur seperti thorium (Th), potasium (K), dan uranium (U) adalah tiga unsur radioaktif utama yang terdapat dalam batuan. *Shale* memiliki banyak kandungan K sehingga memberikan pembacaan nilai log sinar gamma yang tinggi. Secara sederhana pembacaan sinar log gamma dapat membedakan lapisan reservoir (jika pembacaan sinar gamma rendah) dan lapisan non reservoir (jika pembacaan sinar gamma tinggi). Satuan pembacaan log ini adalah GAPI.

Karena *shale* lebih bersifat radioaktif daripada batupasir maupun batugamping, log sinar gamma dapat digunakan untuk kalkulasi volume serpih (*volume of shale* atau disingkat V_{sh}) dalam reservoir. Sebelumnya, dihitung terlebih dahulu nilai dari index sinar gamma, menggunakan rumus menurut Asquith dan Krygowski (2004):

$$I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad \dots \text{(Persamaan 1)}$$

Ket: GR_{log} : nilai sinar gamma pembacaan pada log [GAPI]

GR_{max} : nilai sinar gamma maksimum (*shale*) [GAPI]

GR_{min} : nilai sinar gamma minimum (*clean sand* atau karbonat) [GAPI]

II.3.1.2 Log Porositas

Jenis log selanjutnya adalah log tali kawat yang digunakan untuk menghitung porositas semu dari lapisan batuan. Secara umum terdapat empat jenis log yang digunakan, yaitu log densitas, log neutron, log sonik, dan log resonansi magnetik. Namun, log resonansi magnetik tidak akan dibahas karena sangat jarang digunakan dan terdapat limitasi operasional. Dalam penelitian ini, log yang digunakan adalah log densitas dan log neutron dalam penentuan nilai porositas.

a. Log Densitas

Log densitas menghitung besarnya densitas total (*bulk density*, ρ_b atau disingkat *RHOB*) dari suatu lapisan batuan. *Bulk density* merupakan total massa jenis batuan baik solid maupun fluida yang terkandung di dalamnya. Satuan terukur log densitas yang umum digunakan adalah gr/cm^3 . Log densitas sangat mudah terpengaruh akibat keadaan lubang bor, seperti kehadiran *mud cake* sehingga perlu dikoreksi. Kurva koreksi densitas dikenal dengan singkatan *DRHO*.

Porositas densitas (*DPHI*) dihitung menggunakan parameter densitas total, densitas matrix, densitas fluida dalam formasi. Kehadiran gas menyebabkan nilai pembacaan nilai DPHI yang lebih besar, hal ini disebut sebagai *hydrocarbon effect*. Berikut rumus yang digunakan dalam penentuan porositas densitas menurut Asquith dan Krygowski (2004):

$$\phi_D = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_{flu}} \quad \dots \text{(Persamaan 2)}$$

Ket: ρ_b : Densitas total batuan [gr/cm^3]

ρ_{ma} : Densitas matriks [gr/cm^3]

ρ_{flu} : Densitas fluida [gr/cm^3]

b. Log Neutron

Log neutron mengukur konsentrasi hidrogen dalam formasi. Dalam formasi *clean (shale-free)*, log akan membaca kandungan hidrogen dalam porositas yang mengandung air, minyak, dan/atau gas, disebut juga sebagai porositas neutron (*NPHI*).

Saat pori formasi terisi oleh gas daripada minyak ataupun air, akan memberikan pembacaan NPHI akan lebih kecil daripada porositas formasi yang sebenarnya dikarenakan gas memiliki lebih sedikit kandungan hidrogen; peristiwa ini disebut sebagai *gas effect*. Sedangkan kehadiran batulempung dapat mengakibatkan pembacaan NPHI lebih besar daripada porositas formasi yang sebenarnya dikarenakan bertambahnya kandungan hidrogen dalam lempung (*clay-bound water*); peristiwa ini disebut sebagai *shale effect*.

II.3.1.3 Log Resistivitas

Log resistivitas mengukur nilai resistivitas batuan. Log ini sangat umum digunakan sebagai determinasi awal dalam membedakan zona lapisan yang mengandung hidrokarbon dengan zona lapisan yang mengandung air. Karena matriks batuan dan hidrokarbon bersifat sebagai insulator dan non konduktif, maka akan memberikan hasil pembacaan log resistivitas yang tinggi. Log resistivitas dipengaruhi oleh saturasi fluida di dalam formasi, semakin besar saturasi minyak dan semakin kecil saturasi air, maka akan memberikan pembacaan resistivitas yang besar pula pada formasi tersebut. Satuan dalam log resistivitas adalah ohm-meter (Ωm). Log resistivitas digunakan untuk menentukan nilai resistivitas air formasi, resistivitas mud filtrate, dan nantinya digunakan dalam determinasi nilai saturasi air.

II.3.2 Evaluasi Formasi dengan Properti Petrofisika

Evaluasi formasi merupakan metode yang umum digunakan untuk menentukan parameter fisika dan properti petrofisika yang terkandung di dalam reservoir. Karakteristik suatu batuan seperti sementasi, jenis mineral penyusun batuan, fluida pengisi batuan, dan densitas mineral penyusun batuan merupakan parameter petrofisika. Evaluasi formasi pada reservoir yang dilakukan adalah menentukan properti petrofisika reservoir, seperti kandungan serpih, porositas, saturasi air, dan permeabilitas

II.3.2.1 Volume Serpih

Volume serpih merupakan banyaknya jumlah kandungan lempung pada suatu interval yang dinyatakan dalam persentase volume serpih terhadap volume keseluruhan batuan. *Volume of Shale* sebenarnya tidak selalu identik dengan *Volume of Clay*, sehingga pernyataan yang tepat untuk *shale* dalam petrofisika adalah serpih sebagai komponen non-matriks.

Dari perhitungan volume serpih pada suatu penampang log sumur, dapat diidentifikasi zona-zona reservoir berdasarkan batas pancung yang ditentukan. Perhitungan volume serpih dapat menggunakan dua alternatif log yaitu log sinar gamma ataupun log potensial diri menurut Asquith dan Krygowski (2004).

$$V_{sh} = I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad \dots \text{(Persamaan 3)}$$

Ket: V_{sh} : volume serpih [%]

GR_{log} : nilai sinar gamma pembacaan pada log [GAPI]

GR_{max} : nilai sinar gamma maksimum (*shale*) [GAPI]

GR_{min} : nilai sinar gamma minimum (*clean sand* atau karbonat) [GAPI]

$$V_{sh} = 1 - \frac{PSP}{SSP} = \frac{SSP - PSP}{SSP} \quad \dots \text{(Persamaan 4)}$$

Ket: V_{sh} : volume serpih [%]

PSP : nilai SP pada formasi *shaly*

SSP : nilai SP pada formasi *thick-clean sand* atau karbonat

II.3.2.2 Porositas (ϕ atau *Phi*)

Porositas merupakan fraksi yang menyatakan perbandingan antara volume ruang pori terhadap volume batuan. Dengan kata lain, porositas merupakan representasi dari kemampuan suatu batuan reservoir untuk menyimpan fluida. Secara sistematis, porositas dapat dinyatakan sebagai berikut:

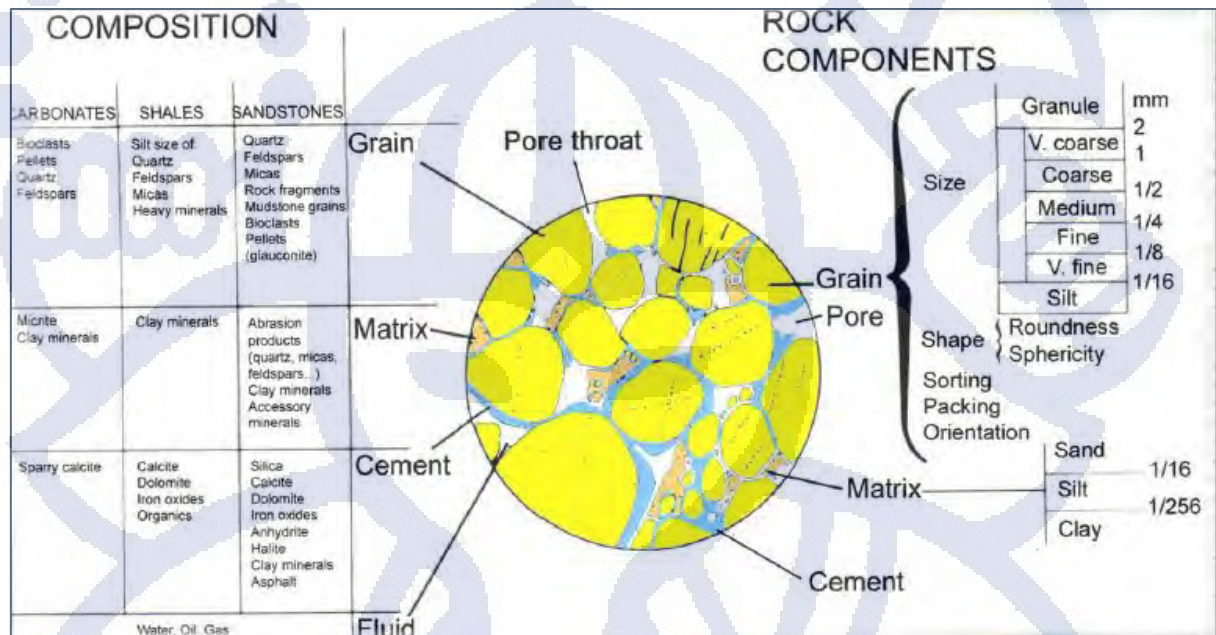
$$\phi_t(\%) = \frac{\text{Volume Pori}}{\text{Volume Total}} \times 100 \quad \dots \text{(Persamaan 5)}$$

Ket: ϕ_T : Porositas Total [%]

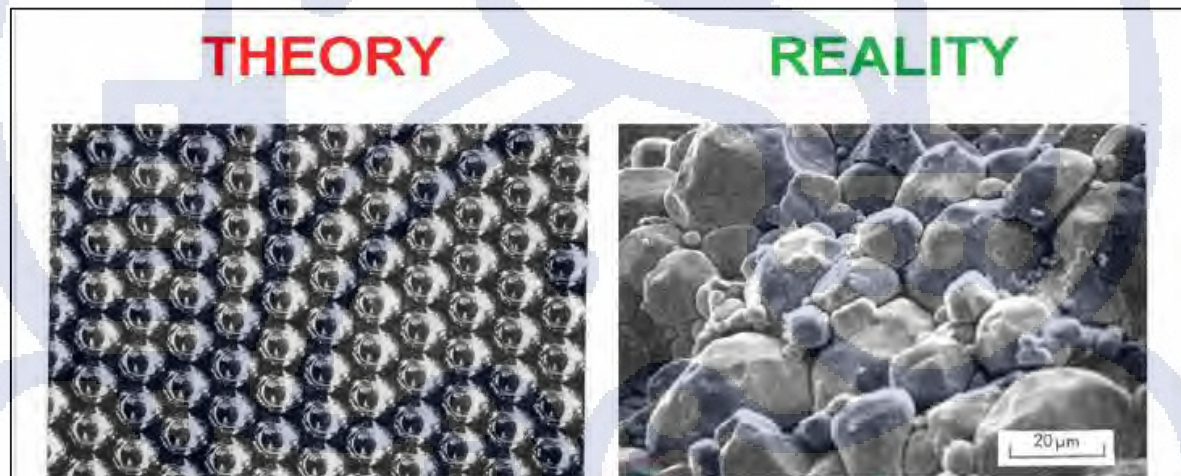
Secara petrografi, komponen penyusun dalam batuan dibagi menjadi butiran (*grain*), matriks (*matrix*), semen (*cement*), serta pori (*pore*) (lihat **Gambar II.11**). Sedangkan dalam analisis log, istilah butiran, matriks, dan semen dianggap sebagai kesatuan matriks (*matrix*) (lihat **Gambar II.12**). Dalam determinasi nantinya hanya akan digunakan satu nilai densitas matriks pada satu interval reservoir.

Berdasarkan tingkat efektifitas nya, yaitu keterhubungan antar pori, terminologi porositas dibedakan menjadi *ineffective porosity* atau umumnya disebut porositas total, dan juga *effective porosity* atau porositas efektif. Porositas total merupakan fraksi keseluruhan pori dalam batuan. Sedangkan porositas efektif adalah fraksi pori yang saling terhubung

dalam batuan. Secara umum, porositas berdasarkan proses pembentukannya dapat dibagi menjadi dua, yaitu porositas primer dan porositas sekunder.



Gambar II.11. Skema komposisi penyusun dalam batuan klastik secara petrografi



Analisis Log

- Matriks
- Pori (beserta fluida pengisi pori)

Analisis Petrografi

- Butiran
- Matriks
- Semen
- Pori (beserta fluida pengisi pori)

Gambar II.12. Skema komposisi dalam analisis log dan analisis petrografi

Porositas primer merupakan ruang antar butir dalam batuan yang terbentuk bersamaan dengan proses litifikasi, yaitu ketika batuan mengalami konsolidasi, kompaksi, dan sementasi. Porositas primer dapat berkurang akibat *overburden* dari batuan di atasnya. Selain itu, proses sementasi butiran pada batuan dapat pula mengurangi fraksi porositas primer.

Porositas sekunder merupakan ruang dalam batuan yang terbentuk setelah proses litifikasi. Pembentukan pori sekunder dapat disebabkan oleh adanya proses disolusi maupun rekahan. Porositas sekunder yang terbentuk akibat pelarutan pada batugamping oleh asam dapat meningkatkan porositas sekunder, sementara proses sementasi sekunder oleh presipitasi material yang larut dalam pori dapat menurunkan pori dalam batuan. Proses rekahan dapat membentuk pori bahkan pada lapisan batuan dasar yang berupa batuan beku maupun batuan metamorf.

Perhitungan porositas dapat menggunakan berbagai alternatif log diantaranya densitas, neutron, sonik, dan kombinasinya. Namun perhitungan juga harus terkoreksi oleh kehadiran *shale* sebagai pengotor. Sehingga estimasi nya dapat dikoreksi menurut Asquith dan Krygowski (2004) sebagai berikut:

$$\rho_b = \emptyset \times \rho_{flu} + Vsh \times \rho_{sh} + (1 - Vsh - \emptyset) \times \rho_{ma} \quad \dots \text{(Persamaan 6)}$$

Ket: ρ_b : Densitas total batuan [gr/cm³]

ρ_{ma} : Densitas matriks [gr/cm³]

ρ_{flu} : Densitas fluida [gr/cm³]

ρ_{sh} : Densitas serpih [gr/cm³]

Vsh : Volume serpih [%]

\emptyset : Porositas [%]

$$\emptyset_N = \emptyset + Vsh \times \emptyset_{sh} \quad \dots \text{(Persamaan 7)}$$

Ket: \emptyset_N : Porositas neutron

\emptyset_{sh} : Porositas serpih

Vsh : Volume serpih

Telah diketahui bahwa untuk penentuan porositas dapat menggunakan lebih dari satu ragam kalkulasi atau parameter. Dalam penelitian ini digunakan determinasi porositas menggunakan persamaan Bateman-Konen yaitu menggunakan data porositas densitas (DPHI) dan porositas neutron (NPHI). Dengan rumus penentuan porositas (Bateman dan Konen, 1977; dalam Asquith dan Krygowski, 2004):

$$\phi_{ND} = \sqrt{\frac{\phi_N^2 + \phi_D^2}{2}} \quad \dots \text{ (Persamaan 8)}$$

Ket: ϕ_N : Porositas neutron

ϕ_D : Porositas densitas

ϕ_{ND} : Porositas neutron-densitas (Bateman-Konen)

II.3.2.3 Saturasi Air (S_w)

Saturasi air adalah perbandingan volume pori-pori batuan yang terisi oleh air dengan volume pori-pori total pada suatu batuan berpori. Pada perbandingan sautarai air, air yang menempel pada permukaan serpih tidak ddikutkan dalam perhitungan. Oleh karena itu, perlu dilakukan koreksi terhadap volume serpih sebelum dilakukan perhitungan saturasi air. Perhitungan saturasi air sangat berkaitan dengan tahanan jenis air formasi (R_w), porositas efektif, dan faktor formasi dari litologi reservoir. Secara matematis, saturasi air dituliskan dalam persamaan (Asquith dan Kyrgowski, 2004) berikut:

$$S_w = \frac{V_v}{V_p} \times 100\% \quad \dots \text{ (Persamaan 9)}$$

Ket: S_w : Saturasi air [%]

V_v : Volume air formasi yang mengisi pori batuan [m^3]

V_p : Volume pori total batuan [m^3]

Saturasi air memainkan peran penting dalam analisis petrofisika karena dapat menentukan saturasi hidrokarbon. Rumus umum nya yang sering digunakan menggunakan persamaan (Asquith dan Krygowski, 2004) sebagai berikut:

$$S_w = \left(\frac{a \times R_w}{\phi^m \times R_t} \right)^{n-1} \times 100\% \quad \dots \text{(Persamaan 10)}$$

- Ket:** S_w : Saturasi air [%]
 a : Faktor *turtuosity*
 m : Faktor sementasi
 n : Eksponen saturasi
 R_t : Resistivitas formasi [Ωm]
 R_w : Resistivitas air dalam formasi [Ωm]

Nilai S_w di tentukan bisa menggunakan rumus diatas. Dalam penelitian ini, penentuan kejenuhan air (S_w) harus memperhatikan reisitivitas air (R_w) pada daerah pemelitian terlebih dahulu untuk menentukan metode apa yang akan digunakan untuk penentuan nilai kejenuhan air tersebut. Pada kasus ini persamaan saturasi air yang digunakan adalah persamaan *Dual Water* karena formasi *shaly sand*. Penggunaan modul *dual water* dikarenakan metode ini menghasilkan nilai S_w yang lebih kecil sehingga lebih optimis.

$$\frac{1}{RT} = \phi t^m \times S_w^n \times \left[\frac{1}{R_{wf}} + \frac{1}{S_w} \left(\frac{1}{R_{wb}} - \frac{1}{R_{wf}} \right) \right] \quad \dots \text{(Persamaan 11)}$$

- Ket:** S_w : Saturasi air [%]
 S_{wb} : Saturasi air terikat dalam lempung (*clay-bond water*) [%]
 R_{wf} : Resitivitas air formasi bebas (*free formation water*) [Ωm]
 R_{wb} : Resitivitas air terikat dalam lempung (*clay-bond water*) [Ωm]
 ϕ : Porositas total [%]
 a : Faktor *tuortuisity*
 m : Konstanta sementasi
 n : Konstanta saturasi

II.3.2.4 Permeabilitas (K)

Permeabilitas merupakan suatu pengukuran yang menyatakan tingkat kemudahan dari fluida dengan viskositas tertentu untuk mengalir pada suatu *gradient* tekanan tertentu.

Secara singkat, permeabilitas menggambarkan kapabilitas suatu media berpori untuk mengalirkan fluida, baik dalam bentuk cair ataupun gas. Konsep permeabilitas dikenalkan oleh Darcy yang kemudian dinyatakan melalui persamaan (Darcy, 1856; dalam Asquith dan Krygowski, 2004) berikut:

$$K = \frac{Q \times \mu \times L}{(P_1 - P_2)A} \quad \dots \text{ (Persamaan 12)}$$

Ket: K : Permeabilitas [Darcy]
 Q : Debit aliran fluida [m³/s]
 A : Luas penampang media berpori [m²]
 L : Panjang media berpori [m]
 μ : Viskositas fluida [cps]
 P1-P2 : Perbedaan tekanan [atm]

Secara umum permeabilitas dibedakan menjadi tiga, yaitu permeabilitas absolut, permeabilitas efektif, dan permeabilitas relatif. Permeabilitas absolut merupakan permeabilitas saat fluida yang mengalir pada medium berpori hanya terdiri dari satu macam saja. Permeabilitas efektif merupakan permeabilitas saat fluida yang mengalir lebih dari satu jenis, atau dengan kata lain adalah kemampuan suatu batuan untuk dialiri oleh fluida dengan adanya fluida lain dalam media tersebut. Sedangkan permeabilitas relatif merupakan perbandingan antara permeabilitas efektif dengan permeabilitas absolut. Dalam penelitian ini, penentuan permeabilitas menggunakan Wyllie dan Rose (1950) dalam Asquith dan Krygowski (2004), dengan spesifikasi konstanta Timur, dengan persamaan sebagai berikut:

$$K = \left(C \times \frac{\phi^D}{S_{wirr}^E} \right)^2 \quad \dots \text{ (Persamaan 13)}$$

Ket: K : Permeabilitas Timur [mD]
 Ø : Porositas efektif [%]
 S_{wirr} : Saturasi air pada zona air *irreducible* [%]
 C : Konstanta fluida Timur = 100
 D : Eksponen porositas Timur = 2.25
 E : Eksponen saturasi Timur = 1